مهندسی عمران شریف (بهار ۱۳۹۸)
دوره‌ی ۲ - ۳۵، شماره‌ی ۱/۲، ص. ۱۹-۲۹

Original Article

مقایسه‌ی نتایج استخراج نیمرخ سرعت موج برشی ساختگاه با استفاده از دو روش معکوس بیشینه‌ی بیضویت و تحلیل طیفی امواج سطحی (مطالعه‌ی موردی: شهر کرمانشاه)

ایمان عشایری * **(استادیار)**
مهنوش بیگلری (استادیار)
سید یادگار هوشیار (دانشجوی کارشناسی ارشد)
دانشکده‌ی فنی مهندسی، دانشگاه رازی، کرمانشاه

در نوشتار حاضر، از داده‌های ارتعاش‌های محیطی در ۲۱ ایستگاه در سطح شهر کرمانشاه، که در پروژه‌ی بانک جهانی به شماره‌ی IRN-۴۶۹۷ انجام شده است، برای تعیین نیمرخ سرعت موج برشی با استفاده از روش معکوس بیشینه‌ی بیضویت امواج سطحی استفاده شده است. به منظور تحلیل داده‌های ارتعاش‌های محیطی برای تعیین نیمرخ سرعت موج برشی از ۴ مدل پیشنهادی ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه استفاده و درنهایت، بهترین نیمرخ‌های سرعت موج برشی به‌دست آمده با نتایج روش تحلیل طیفی امواج سطحی (SASW) مقایسه شده است. نکته‌ی قابل توجه این است که نیمرخ سرعت موج برشی ساختگاه بدون توجه به نتایج روش SASW، برای درنظرگرفتن ضخامت و محدوده‌ی سرعت لایه‌های زمین، استخراج و درنهایت با نیمرخ سرعت موج برشی حاصل از روش SASW مقایسه شد. نیمرخ‌های به‌دست آمده از روش معکوس بیشینه‌ی بیضویت امواج سطحی، تطابق خوبی با نیمرخ‌های حاصل از روش SASW داشتند.

واژگان کلیدی: نیمرخ سرعت موج برشی، ارتعاش‌های محیطی، معکوس بیشینه‌ی بیضویت، تحلیل طیفی امواج سطحی.

i.ashayeri@razi.ac.ir
m.biglari@razi.ac.ir
yadegar.hoshiar@gmail.com

۱. مقدمه

شناخت خصوصیات دینامیکی زمین در یک ناحیه می‌تواند به ارزیابی درست از آثار ساختگاهی زلزله و کم کردن پتانسیل آسیب در آن ناحیه کمک کند.[۱] بنابراین مطالعه‌ی ریزپهنه‌بندی برای تشخیص خطر لرزه‌یی که شامل فراهم آوردن مشخصات مکانیکی ساختگاه، مانند: بسامد طبیعی و نیمرخ سرعت موج برشی هستند، بسیار مهم است.[۱] یکی از روش‌های بسیار رایج برای تعیین خصوصیات ذکرشده، روش تک‌ایستگاهی مشهور به ناکاموراست،[۲] که توانایی آن در ارائه‌ی برآوردی مناسب از بسامد طبیعی لایه‌های آبرفتی به اثبات رسیده است.[۳و۴] برخی پژوهشگران،[۵و۶] روش مذکور را برای رسوب‌های عمیق و برخی دیگر،[۷] آن را برای ساختگاه‌های سطحی نیز استفاده کرده‌اند. روش تک‌ایستگاهی فقط نیازمند داده‌های ثبت‌شده توسط یک دستگاه لرزه‌نگار سه مؤلفه‌یی است و مبتنی بر پایه‌ی نسبت طیفی محاسبه‌شده بین میانگین دامنه‌ی مؤلفه‌های افقی و قائم از یک رکورد (H/V یا منحنی HVSR) است. بدین ترتیب تخمین خوبی از بسامد طبیعی ساختگاه به‌دست می‌آید.[۱] نیمرخ سرعت موج برشی را می‌توان از طریق اندازه‌گیری‌های درجا، مانند ثبت ارتعاش‌های محیطی به‌صورت تک‌ایستگاهی یا آرایه‌یی، روش‌های درون گمانه‌یی[۱] و آزمایش‌های انعکاسی[۲] و انکساری[۳] به‌دست آورد. روش‌های درون‌گمانه‌یی به طورکلی زمان‌بر، مخرب و نسبتاً پر هزینه هستند. همچنین در آزمایش‌های انعکاسی و انکساری باید از منابع مصنوعی تحریک همانند انفجار یا لرزش استفاده کرد.[۸] به منظور غلبه بر مشکلات ذکرشده، می‌توان روش‌های مبتنی بر ارتعاشات محیطی را در نواحی شهری و در اماکن عمومی که امکان استفاده از منابع ارتعاشی فعال نیست، به کار برد. علاوه بر این، استفاده از روش اندازه‌گیری ارتعاش‌های محیطی این امکان را فراهم می‌آورد که بتوان بدون حفر هیچ‌گونه گمانه‌یی، نیمرخ سرعت موج برشی ساختگاه را استخراج کرد.[۹] در روش مذکور، نیمرخ‌های سرعت موج برشی را می‌توان توسط حل مسئله‌ی معکوس بیشینه‌ی بیضویت ارتعاش‌های محیطی تخمین زد، به‌طوری که مسئله به عنوان یک فرمول فرایند بهینه‌سازی در یک فضای پارامتر محدود و هر پارامتر در این مدل مربوط به خصوصیات فیزیکی زمین مانند سرعت موج برشی

* نویسنده مسئول
تاریخ: دریافت ۱۳۹۵/۸/۲۴، اصلاحیه ۱۳۹۶/۲/۲، پذیرش ۱۳۹۶/۳/۲۰.
DOI:10.24200/J30.2018.1810.1972

و ضخامت هر لایه است.[۱] یک تابع خطا از اختلاف بین بسامد محاسبه‌شده برای مدل‌های تولیدشده و بسامد مشاهده‌شده اندازه‌گیری می‌شود.[۱۰]

دراین زمینه روش‌های جست‌وجوی تصادفی مانند جست‌وجوی مونت‌کارلو،[۱۱-۱۴] بازپخت شبیه‌سازی‌شده[۴]،[۱۵-۱۶] الگوریتم ژنتیک،[۱۷-۱۹] و الگوریتم همسایگی،[۲۰و۲۱] برای بهینه‌سازی تابع خطا در یک فضای پارامتر چندبُعدی محبوب هستند. در مطالعات انجام‌شده توسط پژوهشگران مختلف، از اندازه‌گیری ارتعاش‌های محیطی به‌صورت آرایه‌یی و تک‌ایستگاهی به‌عنوان یکی از روش‌های بسیار مؤثر و سریع به منظور تعیین ساختار سرعت موج برشی در ساختگاه و یا تعیین آثار محلی ساختگاه استفاده شده و نتایج حاصل از آن‌ها، انطباق خوبی با نتایج سایر روش‌های قابل اعتماد داشته است.[۱و۲۲-۳۰] مطالعات جامع ذکرشده که در طول ۲۰ سال اخیر در نقاط مختلف دنیا بر روی روش‌های آرایه‌یی و تک‌ایستگاهی ثبت و پردازش ارتعاش‌های محیطی صورت گرفته است، اقتصادی بودن و سرعت عمل روش‌های مذکور را در برآورد سرعت موج برشی در لایه‌های زیرسطحی نشان می‌دهد.

در مطالعه‌ی حاضر از داده‌های ارتعاش‌های محیطی در ۲۱ ایستگاه در سطح شهر کرمانشاه، که در پروژه‌ی بانک جهانی به شماره‌ی IRN-۴۶۹۷،[۳۱] انجام شده، استفاده شده است. سپس به منظور تعیین نیمرخ سرعت موج برشی، از روش معکوس بیشینه‌ی بیضویت امواج سطحی که روشی غیرمخرب، سریع و کم‌هزینه است، استفاده شد. برای انجام تحلیل برگشتی و به منظور بررسی حساسیت نتایج روش معکوس بیضویت امواج رایلی به نحوه‌ی پارامتری کردن ساختار خاک، ۴ مدل پیشنهادی ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه در نظر گرفته شد و با استفاده از مدل‌های مذکور، نیمرخ سرعت موج برشی برای نقاط مطالعه‌شده استخراج و درنهایت، نیمرخ‌های به‌دست آمده با نتایج روش SASW، مقایسه شدند.[۳۲]

۲. روش نسبت طیفی افقی به قائم (HVSR)

با استفاده از داده‌های حاصل از اندازه‌گیری ارتعاش‌های محیطی بسامد طبیعی ساختگاه با روش نسبت طیفی میانگین مؤلفه‌های افقی به قائم (HVSR) با مشاهده‌ی نقاط بیشینه در منحنی نسبت طیفی برآورد می‌شود. برخی پژوهشگران،[۲و۳۳] از ایده‌ی مطرح‌شده، که منحنی HVSR توسط موج‌های درونی (برشی) کنترل شده است، حمایت کردند. بنابراین پیک دامنه‌ی H/V، یک تخمین خوبی از تابع تقویت سایت فراهم می‌کند. از طرف دیگر، تعدادی از نویسندگان[۲۳،۳۴و۳۵] ادعا می‌کنند که موج‌های سطحی (رایلی و لاو) نقش بزرگی بازی می‌کنند. با این شرح بیشینه‌ی دامنه‌ی HVSR قادر به ارائه‌ی تخمین خوبی از تابع تقویت نیست. براساس این موضوع در سال ۲۰۱۲،[۳۶] اخیراً از یک روش توسعه‌یافته از تحلیل دو قطبی بسامد-زمان استفاده کردند.[۳۷] بدین ترتیب، اگر منحنی HVSR فقط یک نقطه‌ی بیشینه داشته باشد، در این‌حالت بسامد غالب ساختگاه (f_0) با اطمینان تعیین می‌شود. چنین حالتی زمانی اتفاق می‌افتد که خاک نرم بر روی سنگ سخت با وجود تباین مقاومتی بزرگ (دست‌کم در حدود ۴) و با سرعت بالا قرار داشته و منشأ صنعتی نداشته باشد که به احتمال بسیار زیاد می‌تواند حرکات زمین را تقویت کند. همچنین f_0 بسامد پایه‌ی این مکان بوده و به احتمال حدود ۸۰٪، مقادیر بزرگ‌نمایی واقعی ناشی از آبرفت در محدوده‌ی بسامد پایه‌ی f_0 بزرگ‌تر از دامنه‌ی نسبت طیفی H/V یعنی (A_0) است.[۳۸] روش نسبت طیفی در شرایطی که اختلاف سرعت زیادی بین سنگ کف زیرین و رسوب‌های نرم لایه‌ی فوقانی وجود داشته باشد، نتایج بسیار مناسبی را ارائه می‌دهد.[۳۸] اگر ضخامت محلی شناخته شده باشد، تخمین بسامد بنیادی سایت می‌تواند در تخمین سرعت موج برشی خاک‌های بالای سنگ بستر استفاده شود که متوسط سرعت موج برشی لایه‌های سطحی با استفاده از رابطه‌ی ۱ قابل تخمین است:

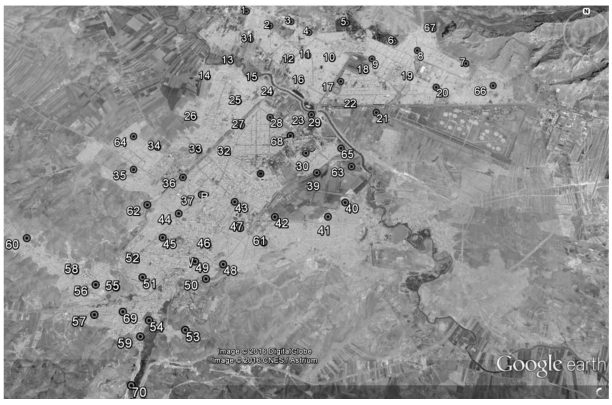
$$Vs_{ave} = ۴.H.f_0 \qquad (۱)$$

که در آن، H ضخامت رسوب و f_0 بسامد طبیعی ساختگاه است.[۳۹] نتیجه‌ی به‌دست آمده، آشکارا برای سایت‌های سنگی نیز معتبر است. در چنین حالتی، وجود قله‌ی آشکار در منحنی HVSR، گواهی برهوازدگی قابل توجه در سطح سنگ است.[۳۱]

۳. معکوس بیشینه‌ی بیضویت امواج رایلی

امواج رایلی امواج برداری هستند که در نزدیکی سطح زمین منتشر می‌شوند. مؤلفه‌ی افقی جابه‌جایی موج‌های رایلی به موازات جهت انتشار و مولفه‌ی قائم آن‌ها به سمت نیم فضاست. با توجه به برداری بودن امواج رایلی، نسبت بدون بُعد جابه‌جایی افقی آن‌ها به جابه‌جایی عمودی در هر بسامد در روی زمین، بیضویت امواج رایلی نامیده می‌شود.[۴۰] با فرض غالب بودن امواج رایلی در میدان موج ارتعاش‌های محیطی می‌توان از نسبت طیفی مؤلفه‌ی افقی به قائم (HVSR)، به‌عنوان تخمینی مناسب از بیضویت استفاده کرد. در این صورت و با توجه به خواص بیضویت موج رایلی، که به بسامد و در نتیجه به سرعت موج برشی وابستگی دارند، می‌توان از این نسبت به‌عنوان ابزاری برای به‌دست آوردن خصوصیات ساختگاه استفاده کرد.

آنالیز معکوس بیشینه‌ی بیضویت، یکی از مسائل کاربردی در شناسایی لایه‌های زمین است. روش‌های خطی آنالیز معکوس به علت طبیعت غیرخطی مسئله و امکان درگیرشدن عملیات بهینه‌یابی تابع هدف با جواب‌های بهینه‌ی محلی، چندان قابل اعتماد نیستند. به همین منظور جهت افزایش اطمینان از عملیات آنالیز معکوس و دست‌یابی به جواب‌های بهینه‌ی کلی مسئله، در پژوهش حاضر از الگوریتم همسایگی، استفاده شده است.[۲۱] هدف نهایی الگوریتم همسایگی در این مسئله عبارت از یافتن پارامترهای مجهول مسئله است که عبارت‌اند از: ضخامت و سرعت موج برشی لایه‌های خاک. بنابراین تخمین مدل بهینه‌ی نیمرخ سرعت موج برشی، که یک مسئله‌ی غیرمنحصر به فرد است، از طریق الگوریتم همسایگی که بر مبنای نمونه‌های شبه کاتوره‌یی عمل می‌کند، استخراج می‌شود. الگوریتم همسایگی در سال ۱۹۹۹ معرفی و توسعه داده شد.[۲۰] برخی پژوهشگران،[۴۱] با استفاده از توسعه‌ی الگوریتم همسایگی، روشی برای وارون‌سازی منحنی‌های پراکندگی ارائه دادند که در آن روش الگوریتم همسایگی در مقایسه با دیگر روش‌های جست‌وجوی تصادفی به پارامترهای کمتری برای تنظیم کردن نیاز دارد و در شرایط مساوی به نتایج همسان یا بهتری می‌رسد. در الگوریتم همسایگی، جهت استخراج نیمرخ سرعت تعداد زیادی مدل ایجاد می‌شود و با محاسبه‌ی بسامد طبیعی برای هر کدام از مدل‌های ایجادشده و مقایسه‌ی آن با بسامد طبیعی مشاهده‌شده (معادل بیشینه‌ی بیضویت)، مقدار خطا را برای هر مدل محاسبه می‌کند. مقادیر خطا (Misfit) میزان انطباق مدل تولیدشده با داده‌های مشاهده‌شده را نشان می‌دهد. در نهایت مدل‌هایی که کمینه‌ی میزان خطا را داشته باشند، به‌عنوان مدل ساختگاه انتخاب می‌شوند.



شکل ۱. موقعیت ۷۰ ایستگاه اندازه‌گیری‌های تک‌ایستگاهی.

۴. استخراج نیمرخ سرعت موج برشی

۱.۴. استخراج بسامد طبیعی ساختگاه

در راستای برنامه‌ی ریزپهنه‌بندی لرزه‌یی شهر کرمانشاه در پروژه‌ی بانک جهانی به شماره‌ی IRN-۴۶۹۷،[۳۱] برداشت ارتعاش‌های محیطی به‌صورت تک‌ایستگاهی در گستره‌ی شهر کرمانشاه در ۷۰ ایستگاه انجام شده است (شکل ۱). داده‌های ثبت‌شده در نقاط مذکور با استفاده از راهنمای ارائه‌شده در SESAME، پردازش شده‌اند.[۳۸] نتایج حاصل از مطالعات مختلف انجام‌شده، نمایانگر وجود ویژگی‌هایی به این شرح است:[۳۸]

۱. نتایج در ساختمان‌های با لایه‌بندی افقی با تباین مقاومتی بالا (نسبت بیش از ۴٫۵)، ساده و شفاف هستند.

۲. نتایج با کاهش تباین مقاومتی و افزایش شیب ناپیوستگی‌ها، نامفهوم‌تر می‌شوند.

۳. نتایج نظری و عددی برای چشمه‌های انسانی و محلی، به‌ویژه در بسامدهای بالای ۱ هرتز، به مراتب مشخص‌تر و از نظر تفسیر ساده‌ترند.

۴. مناطق شهری با نوفه‌ی کم و چشمه‌های محلی متغیر پراکنده، معمولاً یک قله‌ی منفرد را نشان می‌دهند.

با پردازش داده‌ها و با به‌کارگیری معیارهای ذکرشده مشاهده شد که ۳۲ ایستگاه با رکوردهای فاقد قله و غیرقابل استفاده بودند و منحنی HVSR فقط در ۳۸ ایستگاه، قله داشت و قابل استفاده بود. به علاوه، نیمرخ سرعت موج برشی به روش SASW برای ۲۱ ایستگاه از ۳۸ ایستگاه مذکور تا عمق ۴۶ متری زمین استخراج شده است، که در مطالعه‌ی حاضر مبنای مقایسه با نتایج معکوس بیشینه‌ی بیضویت قرار می‌گیرد. نتایج حاصل از تحلیل ارتعاش‌های محیطی در ۲۱ ایستگاه موردنظر، که شامل: بسامد طبیعی ساختگاه و انحراف از معیار آن هستند، در جدول ۱ ارائه شده است.

۲.۴. وارون‌سازی بیشینه‌ی بیضویت امواج رایلی

در مطالعه‌ی حاضر تحلیل وارون‌پذیری توسط نرم‌افزار Dinver(از مجموعه‌ی Geopsy)[۴۳] و به روش الگوریتم همسایگی انجام شد. در نرم‌افزار مذکور، یک فضای پارامتری وجود دارد که با تعریف تعداد لایه‌ی موردنظر، مشخصات گوناگونی شامل: محدوده‌ی تغییرات سرعت موج برشی، محدوده‌ی تغییرات سرعت موج فشاری، ضخامت لایه‌ها، نسبت پواسون و چگالی لایه‌ها تعیین می‌شوند.

جدول ۱. نتایج حاصل از تحلیل ارتعاش‌های محیطی در شهر کرمانشاه.[۱۲]

شماره‌ی ایستگاه	مختصات $X(m)$	مختصات $Y(m)$	بسامد تشدید (هرتز)	انحراف از معیار
۱	۶۹۱۵۳۵	۳۸۰۷۸۲۸	۵٫۹۹	۰٫۹۵
۶	۶۹۷۱۳۲	۳۸۰۶۵۳۴	۶٫۶۵	۰٫۳۰
۸	۶۹۷۹۷۶	۳۸۰۶۱۴۲	۶٫۹۳	۰٫۳۱
۱۲	۶۹۳۲۵۹	۳۸۰۵۶۵۴	۰٫۹۲	۰٫۱۵
۱۳	۶۹۱۰۱۲	۳۸۰۵۵۶۱	۰٫۶۴	۰٫۱۰
۱۴	۶۹۰۱۸۷	۳۸۰۴۸۶۵	۰٫۶۸	۰٫۱۰
۱۵	۶۹۱۹۲۰	۳۸۰۴۸۴۵	۰٫۷	۰٫۱۵
۱۶	۶۹۳۶۳۱	۳۸۰۴۷۵۶	۰٫۶۵	۰٫۱۲
۲۰	۶۹۸۵۴۴	۳۸۰۴۵۶۰	۶٫۳۰	۰٫۴۸
۲۱	۶۹۶۳۱۱	۳۸۰۳۴۷۳	۴٫۷۶	۰٫۱۸
۲۹	۶۹۴۲۲۱	۳۸۰۲۹۸۰	۰٫۹۲	۰٫۱۱
۳۱	۶۹۱۷۲۵	۳۸۰۶۵۵۱	۰٫۷۳	۰٫۱۲
۴۰	۶۹۵۰۹۰	۳۷۹۹۹۹۹	۰٫۷۷	۰٫۱۲
۴۱	۶۹۴۵۰۳	۳۷۹۹۴۷۴	۰٫۶۱	۰٫۱۳
۴۶	۶۹۰۵۵۸	۳۷۹۸۴۰۵	۱۳٫۱۷	۱٫۱۷
۵۳	۶۹۰۰۴۰	۳۷۹۵۶۳۹	۰٫۶۶	۰٫۱۲
۶۱	۶۹۲۳۸۱	۳۷۹۸۵۲۶	۷٫۴۹	۰٫۵۵
۶۲	۶۸۸۴۷۰	۳۷۹۹۷۵۸	۷٫۹۴	۰٫۳۶
۶۳	۶۹۵۳۵۲	۳۸۰۱۳۳۴	۰٫۶۲	۰٫۱۲
۶۵	۶۹۵۰۰۹	۳۸۰۲۰۲۶	۰٫۸۹	۰٫۱۳
۷۰	۶۸۸۵۷۰	۳۷۹۳۹۸۴	۳٫۵۹	۰٫۱۱

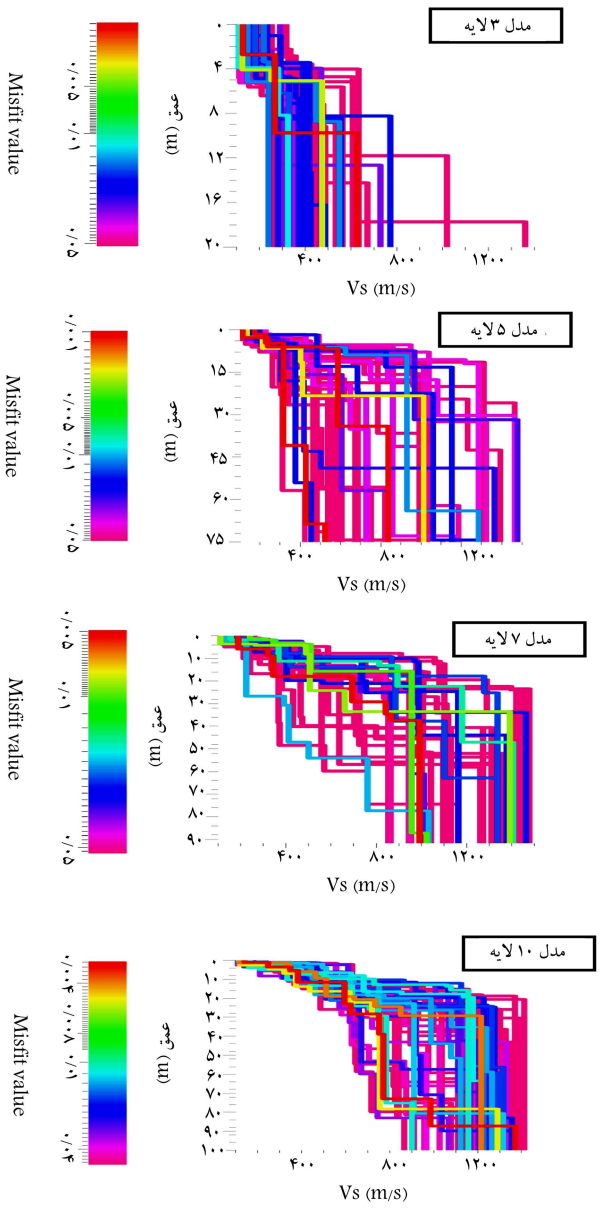
همچنین در مطالعه‌ی حاضر، به منظور انجام برآورد سرعت موج برشی، ۴ مدل ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه در نظرگرفته شد. مشخصات هرکدام از مدل‌های اولیه‌ی معرفی‌شده در جدول ۲ ارائه شده است. همه‌ی مدل‌های اولیه، خصوصیت یکسانی دارند؛ به‌طوری که بازه‌ی تغییرات سرعت برای هر مدل در همه‌ی لایه‌ها یکسان است. برای مثال، طول بازه‌ی سرعت در مدل‌های ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه، به ترتیب ۱۲۰۰، ۱۰۰۰، ۱۰۰۰ و ۸۰۰ در نظرگرفته شده است. همچنین مقدار سرعت در ابتدا و انتهای بازه در هر لایه از لایه‌ی فوقانی بیشتر در نظرگرفته شده است. چگالی زمین نیز با توجه به نوع مصالح بنیادی در مکان‌های تحت مطالعه، بین ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ کیلوگرم برمترمکعب در نظرگرفته شده است. برای تعریف ضخامت لایه‌ها در هر مدل اولیه، دو حالت متفاوت، که در نرم‌افزار Dinver با دو گزینه‌ی متفاوت Thickness و Bottom depth مشخص شده، استفاده شده است. دلیل استفاده از دو حالت متفاوت مذکور برای تعریف ضخامت لایه‌ها در مدل اولیه این است که در نقاطی که ساختگاه، بسامد طبیعی پایین (کمتر از ۱ هرتز) دارد، زمین نرم و سرعت موج برشی لایه‌ها کم است؛ اما در نقاطی که ساختگاه بسامد طبیعی

جدول ۲. مدل‌های ورودی در نظرگرفته‌شده به منظور انجام تحلیل برگشتی و برآورد سرعت موج برشی در محل موردمطالعه.

مدل پیشنهادها	تعداد لایه‌ها	سرعت موج برشی (m/s)	عمق لایه‌ها (m) $f<1Hz$	عمق لایه‌ها (m) $f>1Hz$
۱	۳	۱۰۰-۱۳۰۰	۱-۵۰	۱-۵۰
		۲۰۰-۱۴۰۰	۵۰-۱۰۰	۱-۱۰۰
		۳۰۰-۱۵۰۰	بیشتر از ۱۰۰	بیشتر از ۱۰۰
۲	۵	۱۰۰-۱۱۰۰	۱-۲۵	۱-۲۵
		۲۰۰-۱۲۰۰	۲۵-۵۰	۱-۵۰
		۳۰۰-۱۳۰۰	۵۰-۷۵	۱-۷۵
		۴۰۰-۱۴۰۰	۷۵-۱۰۰	۱-۱۰۰
		۵۰۰-۱۵۰۰	بیشتر از ۱۰۰	بیشتر از ۱۰۰
۳	۷	۱۰۰-۱۱۰۰	۱-۱۵	۱-۱۵
		۲۰۰-۱۲۰۰	۱۵-۳۰	۱-۳۰
		۳۰۰-۱۳۰۰	۳۰-۴۵	۱-۴۵
		۳۵۰-۱۳۵۰	۴۵-۶۰	۱-۶۰
		۴۰۰-۱۴۰۰	۶۰-۷۵	۱-۷۵
		۴۵۰-۱۴۵۰	۷۵-۹۰	۱-۹۰
		۵۰۰-۱۵۰۰	بیشتر از ۹۰	بیشتر از ۹۰
۴	۱۰	۱۰۰-۹۰۰	۱-۱۰	۱-۱۰
		۲۰۰-۱۰۰۰	۱۰-۲۰	۱-۲۰
		۳۰۰-۱۱۰۰	۲۰-۳۰	۱-۳۰
		۳۵۰-۱۱۵۰	۳۰-۴۰	۱-۴۰
		۴۰۰-۱۲۰۰	۴۰-۵۰	۱-۵۰
		۴۵۰-۱۲۵۰	۵۰-۶۰	۱-۶۰
		۵۰۰-۱۳۰۰	۶۰-۷۰	۱-۷۰
		۵۵۰-۱۳۵۰	۷۰-۸۰	۱-۸۰
		۶۰۰-۱۴۰۰	۸۰-۹۰	۱-۹۰
		۶۵۰-۱۴۵۰	بیشتر از ۹۰	بیشتر از ۹۰

بالا (بزرگ‌تر از ۱ هرتز) دارد، زمین سخت و سرعت موج برشی لایه‌ها بالاست. این چنین انتخابی به‌عنوان مزیتی نسبت به مطالعات پیشین،[۲۳،۲۶،۴۳] به منظور حفظ سادگی و عمومیت استفاده از روش مذکور برای دیگر پژوهشگران به حساب می‌آید، که تفسیر و تعمیم نتایج حاصل را آسان می‌کند.

در شکل ۲، نیمرخ‌های سرعت موج برشی به ازاء مدل‌های ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه برای ایستگاه شماره‌ی ۶۱ برای نمونه مشاهده می‌شود که مطابق آن نیمرخ‌هایی که با رنگ قرمز مشخص شده‌اند، کمترین خطای انطباق بیشینه‌ی بیضویت با مقدار مربوط به ایستگاه ۶۱ در جدول ۱ را دارند. همچنین در شکل ۲ مشاهده می‌شود که

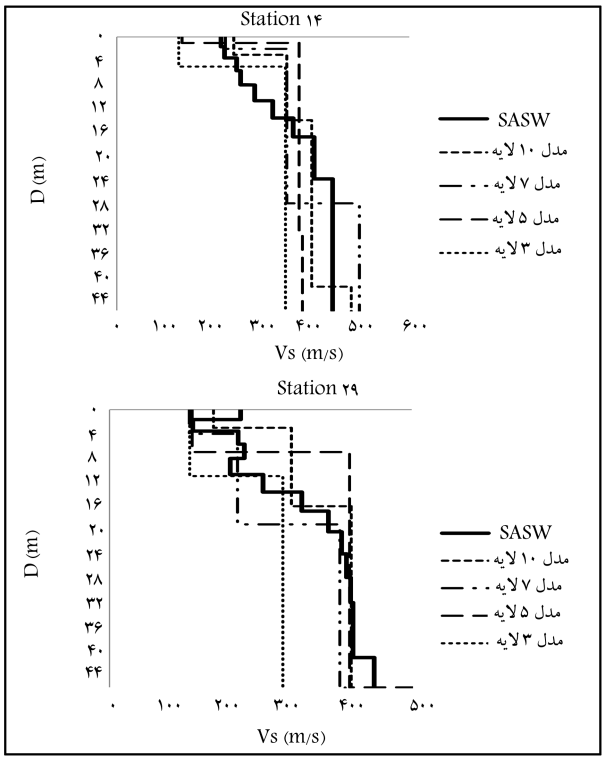


شکل ۲. نیمرخ‌های سرعت موج برشی با میزان خطا به ازاء مدل‌های ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه برای ایستگاه شماره‌ی ۶۱.

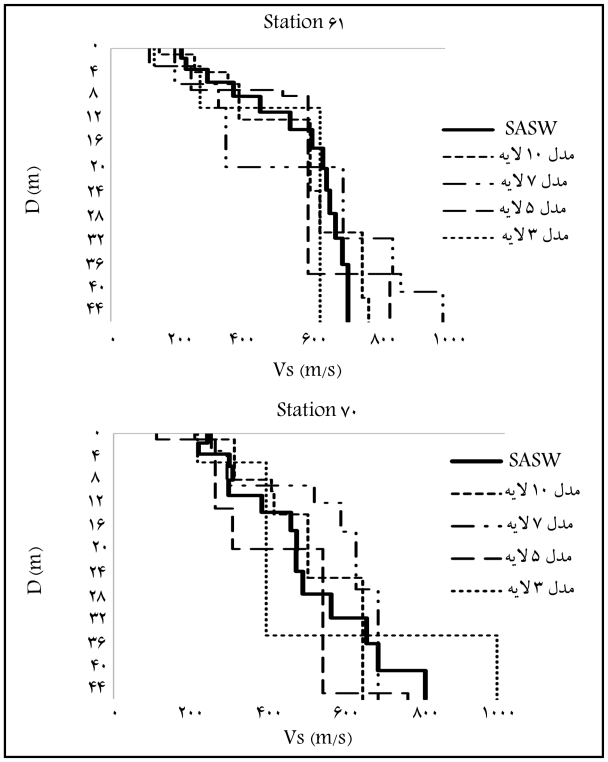
عمق شناسایی‌شده توسط مدل‌های مذکور، با افزایش تعداد لایه‌ها، افزایش می‌یابد. یعنی بیشترین عمق شناسایی‌شده توسط مدل ۱۰ لایه است.

۵. اعتبارسنجی نیمرخ‌های استخراج‌شده

به منظور اعتبارسنجی نتایج، نیمرخ‌های سرعت موج برشی با کمترین خطای انطباق برای ۲۱ ایستگاه جدول ۱، با نیمرخ سرعت موج برشی به‌دست آمده از روش SASW مقایسه شدند. در شکل‌های ۳ و ۴، مقایسه‌ی انجام‌شده به‌صورت نمودار نیمرخ سرعت موج برشی در ۴ ایستگاه ۱۴، ۲۹، ۶۱ و ۷۰ مشاهده می‌شود. از مقایسه‌ی نتایج در ۴ ایستگاه ذکرشده مشاهده می‌شود که نیمرخ‌های استخراج‌شده با نیمرخ سرعت موج برشی حاصل از روش SASW سازگاری نسبتاً خوبی دارند.



شکل ۳. مقایسه‌ی نیمرخ‌های سرعت موج برشی به‌دست آمده از معکوس طیف H/V با درنظر گرفتن مدل‌های ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه با نتایج روش SASW (ایستگاه‌های شماره‌ی ۱۴ و ۲۹).



شکل ۴. مقایسه‌ی نیمرخ‌های سرعت موج برشی به‌دست آمده از معکوس طیف H/V با درنظر گرفتن مدل‌های ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه با نتایج روش SASW (ایستگاه‌های شماره‌ی ۶۱ و ۷۰).

به منظور نمایش این انطباق در تمامی ایستگاه‌ها، مقادیر اختلاف نسبی سرعت موج برشی به‌دست‌آمده از بهترین مدل ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه با نیمرخ حاصل از روش SASW در عمق لایه‌های شناسایی‌شده توسط روش SASW در جدول ۱ (در پیوست) ارائه شده است. همان‌طورکه مشاهده می‌شود، عموماً با افزایش تعداد لایه‌ها در ایستگاه‌ها، مقادیر اختلاف سرعت موج برشی کمتر می‌شود. همچنین مقادیر کمینه، بیشینه، میانگین، و انحراف از معیار اختلاف نسبی سرعت موج برشی در هر عمق به ازاء مدل‌های ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه در جدول ۲ (در پیوست) ارائه شده است. مشاهده می‌شود که مقدار کمینه‌ی اختلاف سرعت برای مدل ۳ لایه بین ۱ تا ۳۴ متر بر ثانیه، برای مدل ۵ لایه بین ۱ تا ۴۳ متر بر ثانیه، برای مدل ۷ لایه بین ۱ تا ۱۲ متر بر ثانیه، و برای مدل ۱۰ لایه بین ۰ تا ۱۷ متر بر ثانیه است. همچنین بیشینه‌ی اختلاف سرعت نیز برای مدل ۳ لایه بین ۵۱۴ تا ۴۶۲ متر بر ثانیه، برای مدل ۵ لایه بین ۵۹۸ تا ۴۲۲ متر بر ثانیه، برای مدل ۷ لایه بین ۵۶۸ تا ۳۰۶ متر بر ثانیه، و برای مدل ۱۰ لایه بین ۳۴۹ تا ۴۰۶ متر بر ثانیه است. بیشترین مقدار میانگین اختلاف سرعت در مدل‌های ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه به ترتیب ۱۶۹، ۸۹، ۱۲۷ و ۸۹ متر بر ثانیه بوده است.

همچنین شکل ۵، میانگین قدرمطلق خطای سرعت موج برشی در هر عمق را برای همه‌ی ایستگاه‌ها به همراه محدوده‌ی انحراف از معیار برای مدل‌های ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه نشان می‌دهد. همان‌طوری که مشاهده می‌شود، میانگین قدرمطلق خطای سرعت موج برشی معمولاً با افزایش عمق لایه‌ها کمتر می‌شود. به گونه‌یی که میانگین خطا در عمق ۰-۱۰٫۷۴ متر در مدل ۳ لایه (۶۰-۳۵ درصد)، در مدل ۵ لایه (۴۶-۳۳ درصد)، در مدل ۷ لایه (۴۷-۲۴ درصد) و در مدل ۱۰ لایه (۵۵-۲۶ درصد است و در عمق ۴۶-۱۰٫۷۴ متر در مدل ۳ لایه (۲۵-۱۵ درصد)، در مدل ۵ لایه (۲۶-۱۰ درصد)، در مدل ۷ لایه (۲۵-۹ درصد) و در مدل ۱۰ لایه (۲۵-۷) بوده است. بدین ترتیب با افزایش تعداد لایه‌ها معمولاً مقدار میانگین خطا کاهش می‌یابد، به‌طوری که با توجه به منحنی‌های انحراف از معیار، حدوداً از عمق ۱۵ متری به بعد از پراکندگی منحنی میانگین خطا به شکل مشهودی کاسته شده است.

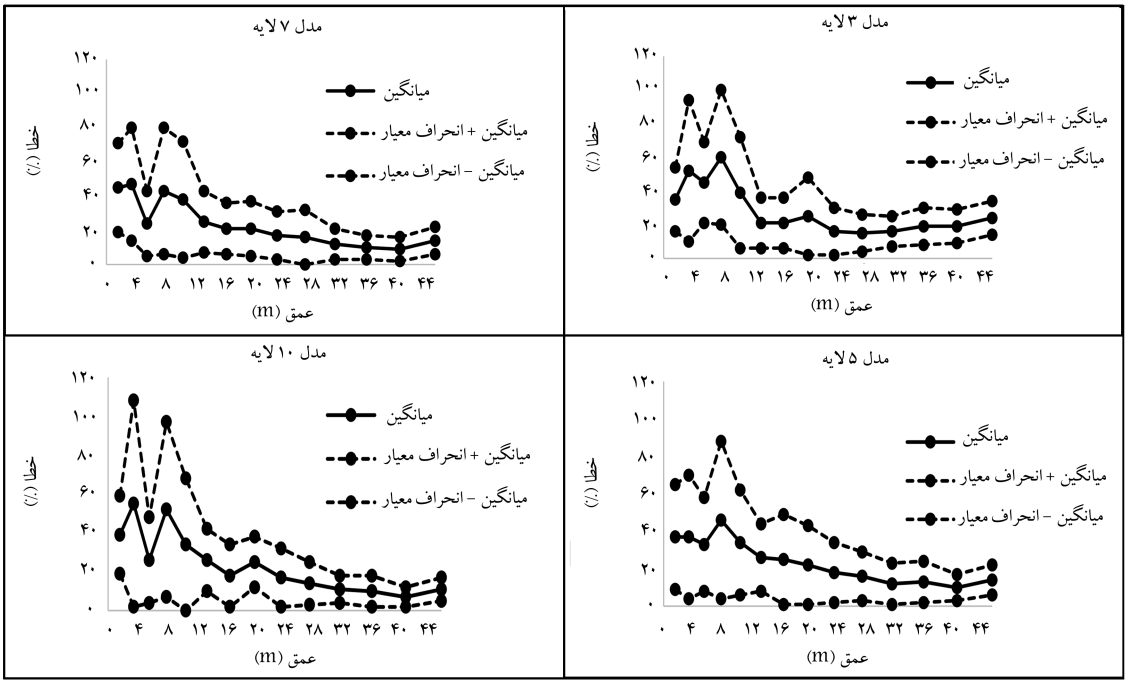
علاوه بر این، متوسط سرعت موج برشی محاسبه‌شده در عمق ۴۶ متری با استفاده از رابطه‌ی ۲ در ۲۱ ایستگاه مذکور برای همه‌ی مدل‌ها و همچنین برای نتایج روش SASW، در جدول ۳ ارائه شده است.

$$V_s(M) = \frac{\sum_{i=1}^{n} T_i}{\sum_{i=1}^{n} \frac{T_i}{V_{si}}} \qquad (۲)$$

که در آن، $V_s(M)$ سرعت متوسط موج برشی تا عمق M متری است و $\sum_{i=1}^{n} T_i = M$ که در آن T_i ضخامت لایه و V_{si} سرعت امواج برشی لایه‌ی iام و n تعداد لایه است. همان‌طورکه در جدول ۳ مشاهده می‌شود، با افزایش تعداد لایه‌های مدل اولیه، مقدار میانگین، و انحراف از معیار خطای برآورد میانگین سرعت موج برشی تا عمق ۴۶ متری کاهش یافته است.

۶. نتیجه‌گیری

بر طبق نتایج به‌دست‌آمده در مطالعه‌ی حاضر، نیمرخ‌های سرعت موج برشی حاصل از روش معکوس بیشینه‌ی بیضویت، تطابق خوبی با نتایج روش SASW دارند. بنابراین می‌توان از روش معکوس بیشینه‌ی بیضویت به‌عنوان یک روش قابل اعتماد در تخمین نیمرخ سرعت موج برشی استفاده کرد. در مطالعه‌ی حاضر از مدل‌های



شکل ۵. میانگین قدرمطلق خطای سرعت موج برشی (منحنی توپر) ۲۱ نقطه‌ی مطالعه‌شده در عمق لایه‌های شناسایی‌شده توسط روش SASW به همراه محدوده‌ی انحراف از معیار (منحنی‌های خط‌چین).

جدول ۳. متوسط سرعت موج برشی بر حسب m/s تا عمق ۴۶ متری محاسبه‌شده با استفاده از نتایج روش SASW و مدل‌های پیشنهادی به همراه مقدار خطای نسبی (مقادیر داخل پرانتز بر حسب درصد).

شماره‌ی ایستگاه	SASW	مدل			
		۳ لایه	۵ لایه	۷ لایه	۱۰ لایه
۱	۵۷۶	۶۵۲،(۱۳)	۵۲۰، (-۹)	۵۵۱،(-۴)	۵۶۰،(-۲)
۶	۷۳۸	۸۱۶،(۱۰٫۵)	۶۱۰،(-۱۷)	۵۸۵،(-۲۰)	۸۲۰،(۱۱)
۸	۹۳۸	۷۵۰،(-۲۰)	۵۹۴،(-۳۶)	۷۱۵،(-۲۳)	۸۵۰،(-۹)
۱۲	۳۸۵	۳۶۹،(-۴)	۴۰۶،(۵)	۳۸۲(-۰٫۸)	۳۸۵،(۰)
۱۳	۲۷۹	۳۴۸،(۲۴)	۳۸۲،(۳۶)	۳۲۵،(۱۶)	۲۹۸،(۶)
۱۴	۳۵۶	۳۰۲،(-۱۵)	۳۷۰،(۳٫۹)	۴۱۰،(۱۵)	۳۶۸،(۳٫۳)
۱۵	۳۴۸	۳۳۸،(-۳)	۴۳۲،(۲۴)	۳۶۰،(۳)	۳۸۴،(۱۰)
۱۶	۳۳۰	۳۲۷،(-۰٫۹)	۳۲۷،(-۰٫۹)	۳۳۰،(۰)	۳۳۰،(۰)
۲۰	۶۳۴	۵۰۴،(-۲۰)	۵۶۵،(-۱۰)	۵۶۵،(-۱۰)	۶۶۵،(۴)
۲۱	۳۶۷	۳۷۷،(۳)	۴۶۶،(۲۶)	۴۷۶،(۲۹)	۴۷۹،(۳۰)
۲۹	۳۰۶	۲۵۱،(-۱۷)	۲۵۴،(-۱۶)	۲۸۲،(-۷٫۸)	۳۰۸،(۰٫۶۵)
۳۱	۵۵۰	۵۵۶،(۳)	۳۰۸،(-۴۴)	۴۵۱،(-۱۸)	۴۷۶،(-۱۳)
۴۰	۴۸۷	۵۱۶،(۶)	۴۹۶،(۲)	۴۱۸،(-۱۴)	۴۶۰،(-۵)
۴۱	۵۸۹	۴۶۰،(-۲۱)	۶۶۵،(۱۲)	۵۵۸،(-۵)	۶۰۹،(۳)
۴۶	۸۳۹	۸۷۶،(۴)	۷۰۰،(-۱۶)	۷۵۰،(-۱۰)	۸۰۶،(-۳)
۵۳	۵۳۹	۵۱۰،(-۵)	۶۷۰،(۲۴)	۴۸۱،(-۱۰)	۵۴۹،(۱)
۶۱	۵۱۱	۴۴۲،(-۱۳٫۵)	۴۵۵،(-۱۱)	۴۵۵،(-۱۱)	۴۸۷،(-۴٫۶)
۶۲	۵۶۶	۵۲۰،(-۸)	۵۳۰،(-۶)	۴۷۱،(-۱۶)	۴۴۶،(-۲۱)
۶۳	۳۶۸	۳۷۶،(۲)	۳۵۸،(-۲)	۳۵۵،(-۳)	۳۷۵،(۱)
۶۵	۳۱۳	۳۷۶،(۲۰)	۳۴۸،(۱۱)	۴۲۸،(۳۶)	۳۴۰،(۸)
۷۰	۴۳۸	۴۳۵،(-۰٫۶)	۳۷۰،(-۱۵)	۵۱۰،(۱۶٫۴)	۴۹۹،(۱۳)
میانگین (٪)		-۲	-۱٫۸	-۱٫۷	۱٫۵
انحراف از معیار		۱۲٫۷۸۸	۱۹٫۹۵	۱۵٫۹۳	۱۰٫۳۰۹

پیشنهادی ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه برای انجام تحلیل برگشتی و برآورد نیمرخ سرعت موج برشی استفاده شده است. از مزیت مدل‌های مذکور که آن‌ها را از سایر مدل‌های ارائه‌شده در مطالعات دیگر جدا کرده است، این است که محدوده‌ی تغییر سرعت و ضخامت در هر مدل برای همه‌ی لایه‌ها یکسان و ثابت در نظر گرفته شده است، که آن‌ها را به یک الگوی مناسب برای به‌کارگیری در دیگر مطالعات تبدیل کرده است. نکته‌ی قابل توجه این است که با استفاده از مدل‌های مذکور، ابتدا بدون توجه به نتایج روش SASW برای درنظرگرفتن ضخامت و محدوده‌ی سرعت، نیمرخ سرعت موج برشی استخراج و درنهایت با نتایج حاصل از روش SASW مقایسه شده است، که نتایج تطابق خوبی با نتایج به‌دست‌آمده از روش SASW داشتند. بنابراین می‌توان استفاده از روش معکوس بیشینه‌ی بیضویت امواج رایلی را به منظور تعیین نیمرخ سرعت موج برشی پیش از انجام مطالعات میدانی و آزمایش دورن چاهی توصیه کرد.

همچنین پژوهش حاضر نشان می‌دهد که دقت نیمرخ‌های به‌دست آمده از روش مذکور با افزایش تعداد لایه‌های در نظرگرفته‌شده در مدل تحلیلی افزایش می‌یابد. به‌علاوه عمق شناسایی‌شده نیز با افزایش تعداد لایه‌ها افزایش می‌یابد، یعنی بیشترین عمق شناسایی‌شده توسط مدل ۱۰ لایه است. مقادیر اختلاف نسبی سرعت موج برشی به‌دست‌آمده از روش معکوس بیشینه‌ی بیضویت با سرعت موج برشی در عمق لایه‌های شناسایی‌شده توسط روش SASW با افزایش تعداد لایه‌ها در بیشتر نقاط کاهش می‌یابد و کمترین اختلاف سرعت موج برشی در بیشتر نقاط مربوط به مدل ۱۰ لایه است که حتی در بعضی نقاط اختلاف صفر است.

همچنین مقادیر کمینه، بیشینه و میانگین اختلاف سرعت موج برشی در بیشتر اعماق با افزایش تعداد لایه‌ها در مدل‌های ورودی کاهش پیدا می‌کند. مقادیر میانگین قدرمطلق خطای سرعت موج برشی در ۲۱ ایستگاه مطالعه‌شده در عمق لایه‌ها به ازاء مدل‌های ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه نشان می‌دهد که در همه‌ی مدل‌ها، درصد میانگین خطا در عمق ۱۰/۷۴-۰ متر نسبت به عمق ۴۶-۱۰/۷۴ متر بیشتر است و همچنین با افزایش تعداد لایه‌ها، در مدل‌های پیشنهادی نیز معمولاً در کل اعماق شناسایی‌شده، مقدار میانگین خطا کاهش می‌یابد. بنابراین روش معکوس بیشینه‌ی بیضویت امواج رایلی، نیمرخ سرعت موج برشی در اعماق پایین‌تر را نزدیک‌تر به واقعیت تخمین می‌زند. اختلاف متوسط سرعت موج برشی در مدل‌ها با نتایج روش SASW و همچنین مقادیرخطای نسبی محاسبه‌شده برای متوسط سرعت موج برشی نیز با افزایش تعداد لایه‌ها کمتر می‌شود و میانگین خطای هر مدل در تمامی نقاط، با افزایش تعداد لایه‌ها کاهش می‌یابد.

پانوشت‌ها

1. up/down- hole and cross-hole
2. reflection
3. refraction
4. simulated annealing

منابع (References)

1. Mundepi, A.K., Galiana-Merino, J.J., Asthana, A.K.L. and et al. "Soil characteristics in Doon Valley (North west Himalaya, India) by inversion of H/V spectral ratios from ambient noise measurements", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **77**, pp. 309-320 (2015).
2. Nakamura, Y. "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface", *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, **30**(1) , pp. 25-33 (1989).
3. Lachet, C. and Bard, P.-Y. "Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique", *J. Phys. Earth.*, **42**(5), pp. 377-397 (1994).
4. Lemo, J. and Chavez-Garcia, F.J. "Are microtremo susefulinsite response evaluation", *Bulletin of the seismological society of America*, **84**(5), pp. 1350-1364 (1994).
5. Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H. and et al. "Characteristics of long-period microtremors and theirapplicability in exploration of deep sedimentary layers", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(6), pp. 1831-1841 (1994).
6. Satoh, T., Kawase, H., Iwata, T. and et al. "S-wave velocity structure of Taichung basin, Taiwan, estimated from array and single-station records of micro tremors", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**(5), pp. 1267-1282 (2001).
7. Horike, M. "Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to thebasementin urbanized areas", *J. Phys. Earth.*, **33**(2), pp. 59-96 (1985).
8. Fah, D., Kind, F. and Giardini, D. Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site-effects", *Journal of Seismology*, **7**(4), 449-467 (2003).
9. Tokimatsu, K. "Geotechnical site characterization using surface waves", *Proc., First International Conference*

on Earthquake Geotechnical Engineering, Tokyo, Japan (1995).

10. Wathelet, M., Jongmans, D. and Ohrnberger, M. "Surface-wave inversion usinga direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements", *Near Surf. Geophys.*, **2**(4), pp. 211-221 (2004).
11. Press, F. "Earth models obtained by Monte Carlo inversion", *J. Geophys. Res.*, **73**(16), pp. 5223-5234 (1968).
12. Anderssen, R.S. and Seneta, E. "A simple statistical estimation procedure for Monte Carlo inversion in geophysics", *Pure and Applied Geophysics*, **91**(1), pp. 5-13 (1971).
13. Kennett, B.L.N. "Some aspects of non-linearity in inversion", *Geophysical Journal International*, **55**(2), pp. 373-391 (1978).
14. Lomax, A. and Snieder, R. "Identifying sets of acceptable solutions to non-linear, geophysical inverse problems which have complicated misfit functions", *Nonlinear Processes in Geophysics*, **2**(3.4), pp. 222-227 (1995).
15. Kirkpatrick, S., Gelatt, C.D. and Vecchi, M.P. "Optimization by simmulated annealing", *Science*, **220**(4598), pp. 671-680 (1983).
16. Sen, M.K. and Stoffa, P.L. "Nonlinear one-dimensional seismic waveform inversion using simulated annealing", *Geophysics*, **56**(10), pp. 1624-1638 (1991).
17. Stoffa, P.L. and Sen, M.K. "Nonlinear multiparameter optimization using genetic algorithms: Inversion of plane-wave", *Seismograms Geophysics*, **56**(11), pp. 1794-1810 (1991).
18. Sambridge, M. and Drijkoningen, G.G. "Genetic algorithms in seismic waveform inversion", *Geophys. J. Int.*, **109**(2), pp. 323-342 (1992).
19. Lomax, A.J. and Snieder, R. "Finding sets of acceptable solutions with a genetic algorithm with application to surface wave group dispersion in Europe", *Geophys. Res. Lett.*, **21**(24), pp. 2617-2620 (1994).
20. Sambridge, M. "Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-IIAppraisingthe ensem-ble", *Geophysical Journal International*, **138**(3), pp. 727-746 (1999).
21. Wathelet, M. "An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling", *Geophysical Research Letters*, **35**(9), pp.1-5 (2008).
22. Ghalandarzadeh, A. and Kavand, A. "Determine shear wave velocity of an alluvial sedimentary layers using microtremor measurements", *Journal of Civil Engineering and Surveying-Technical College*, **44**(4), pp. 525-536 (1389).
23. Davoodi, M., Haghshenas, E. and Mirjalili, M. "Application microtremors array method in determining the shear wave velocity profiles of the subsurface layer at a sample site in Tehran (Park SHaghayegh)", *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, pp. 205-215, (In Persian) (2009).
24. Arai, H. and Tokimatsu, K. "S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94**(1), pp. 53-63 (2004).
25. Clavero, D., Rosa-Cintas, S. and Lopez-Casado, C. "Shear wave velocity estimation in the metropolitan area of Malaga (S Spain)", *Journal of Applied Geophysics*, **109**, pp. 175-185 (2014).
26. Arai, H. and Tokimatso, k. "S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical (H/V) spectrum", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**(5), pp. 1766-1778 (2005).
27. Rosenblad, B.L. and Goetz, R. "Study of the H/V spectral ratio method for determining average shear wave velocities in the mississippi embayment", *Engineering Geology*, **112**(1), pp. 13-20 (2010).
28. Castellaro, S. and Mulargia, F. "VS30 estimatesusing constrained H/V measurements", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**(2A), pp. 761-773 (2009).
29. Molnar, S., Ventura, C.E., Boroschek, R. and et al. "Site characterization at Chilean strong-motion stations: Comparison of downhole and microtremor shear-wave velocity methods", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **79**, pp. 22-35 (2015).
30. Lontsi, A.M., Ohrnberger, M., and Krüger, F. "Shear wave velocity profile estimation by integrated analysis of active and passive seismic data from small aperture arrays", *Journal of Applied Geophysics*, **130**, pp. 37-52 (2016).
31. World Bank Project to the number of 4697-IRN, "Seismic risk assessment and risk-taking at the provincial level (for cities of Qazvin, Zanjan, Hamedan and Kermanshah)", Final Report Part I: Microzonation earthquake-the city Kermanshah (1388).
32. Nazarian, S., Stokoe, I.I., Kenneth, H. and Hudson, W.R. "Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems(No. 930)", *Transportation Research Record Journal of the Transportation Research Board*, **930**(930), pp. 38-45 (1983).
33. Herak, M. "Model HVSR- A Matlab tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise", *Comput. Geosci.*, **34**(11), pp. 1514-1526 (2008).
34. Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P.Y. and et al. "H/V ratio: A tool for site effect evaluation. Results from 1-Dnoisesimulations", *Geophys. J. Int.*, **167**(2), pp. 827-837 (2006).
35. Albarello, D. and Lunedei, E. "Alternative interpretations of horizontal to vertical spectral ratios of ambient vibrations: New insights from theoretical modeling", *Bull. Earthq. Eng.*, **8**(3), pp. 519-534 (2010).

36. Rosa-Cintas, S., Galiana-Merino, J.J., Rosa-Herranz, J. and et al. "Polarization analysis in the stationary wavelet packet domain: Application to HVSR method", *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, **42**, pp. 246-254 (2012).

37. Galiana-Merino, J.J., Parolai, S. and Rosa-Herranz, J. "Seismic wave characterizationusingcomplex trace analysis in the stationary wavelet packet domain", *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, **31**(11), pp. 1565-1578 (2011).

38. SESAME Project, "Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibration measurements and interpretation", [Report] Deliverable D51.35, University of Potsdam (2004).

39. Lermo, J. and Chavez-Garcia, F.J. "Site effect evolution using spectral ratios withonly onestation", *Bull Seismol. Soc. Am.*, **83**(5), pp. 1574-1594 (1993).

40. Malischewsky, P.G. and Scherbaum, F. "Love's formula and H/V ratio (ellipticity) of Rayleigh waves", *Wave Motion*, **40**(1), pp. 52-62 (2004).

41. Wathelet, M. "Array recordings of ambient vibrations: Surface-wave inversion", PhD Diss, Liege University, 161 p.1-5 (2005).

42. Geopsy Software Version 2.7.3,"Geophysical Signal Database for Noise Array Processing", (http://www.geopsy.org/wiki/index.php/Geopsy).

43. Renalir, F., Jongmans, D., Savvaidis, A. and et al. "Influence of parameterization on inversion of surface wave dispersion curves and definition of an inversion strategy for sites with a strong VS contrast", *Geophysics*, **75**(6), pp. B197-B209 (2010).

پیوست

جدول ۱. اختلاف سرعت موج برشی حاصل از مدل‌های پیشنهادی با سرعت موج برشی در عمق لایه‌های شناسایی‌شده توسط روش SASW برحسب m/s.

ایستگاه	مدل	عمق (m)											
		۱٫۶۴	۳٫۵۴	۵٫۶۹	۸٫۰۶	۱۰٫۷۴	۱۳٫۶۵	۱۶٫۸۱	۲۰٫۲۲	۲۳٫۸۸	۲۷٫۸	۳۱٫۹۷	۳۶٫۴	۴۱٫۰۷	۴۶
۱	۳ لایه	-۱۰	۱۲۲	۱۰۸	-۹۰	-۱۷۳	-۶۵	۴۶	۳۴۴	۲۰۷	۱۲۵	۷۵	۸۳	۹۸	۳۴
	۵ لایه	-۱۷۳	-۹۳	۳۸	-۹۹	-۱۸۲	۳۶۱	۴۲۲	۳۰۴	۱۶۷	۸۵	۳۵	۴۳	۵۸	-۶
	۷ لایه	-۲۱۷	-۱۸۹	۹۶	-۹۵	-۱۷۸	-۱۲۶	-۵	-۱۲۳	۱۲۱	۸۵	۳۵	۴۳	۵۸	-۶
	۱۰ لایه	-۲۲۰	-۱۹۲	-۳۳	-۱۸۳	-۲۶۶	-۱۵۸	۲۶	۱۰۷	-۳۰	۶۵	۱۵	۲۳	۳۸	-۲۶
۶	۳ لایه	-۷۹	-۹۴	-۱۰۳	-۹۰	-۶۰	۱۵	۴۲	۴۶۲	۳۵۶	۲۴۶	۱۱۹	۵۴	۲۰	-۲۲۲
	۵ لایه	-۳۱۹	-۳۳۴	-۳۴۳	-۳۸۰	-۳۵۰	۵۱	۷۸	-۳۲	۳۰۸	۱۹۸	۷۱	۶	-۲۸	-۲۷۰
	۷ لایه	-۵۳۹	-۴۶۲	۱۴۶	۱۵۹	۱۸۹	۱۷	۱۱۰	۷۲	۲۹۳	۱۸۳	۵۶	-۹	-۴۳	-۱۶۴
	۱۰ لایه	-۳۱۹	-۲۱۳	-۶۵	-۱۰۰	-۲۹	۱۳	۴۰	۵۱۲	۴۰۶	۲۹۶	۱۶۹	۱۰۴	۷۰	-۱۷۲
۸	۳ لایه	-۴۱۸	-۴۱۶	-۲۹۴	-۲۵۵	-۳۶۰	۱۵۱	۴۹	۲۲	۶۸	۱۰۲	۹۳	۵۰	-۱۴	-۲۱۳
	۵ لایه	-۵۹۸	-۲۴۶	-۱۷۳	-۱۶۴	-۳۲۴	-۴	-۱۰۶	-۳۸	۸	۴۲	۳۳	-۱۰	-۷۴	-۲۷۳
	۷ لایه	-۵۶۸	-۵۱۲	-۱۳۸	۲۴۶	-۱۰	۶۶	-۳۶	-۶۳	-۱۷	۱۷	۱۸۸	۱۴۵	۸۱	-۱۱۸
	۱۰ لایه	-۶۰۲	۶۸	۱۹۰	۱۹۹	۳۹	-۴۹۹	۸۶	۵۹	-۱۷	۱۷	۳۳۱	۳۰۲	۲۳۸	۳۹
۱۲	۳ لایه	-۹۸	۲۰۸	۱۶۸	۴	۱۵	۱۳۸	۱۶۲	۹۱	۳۰	-۱	-۲۰	-۱۷	-۱۹	-۶۱
	۵ لایه	-۶	۱۷۹	۱۳۹	-۲۵	-۱۴	۱۰۹	۱۳۳	۶۲	۱	-۳۰	-۴۹	-۴۶	-۴۸	-۹۰
	۷ لایه	-۱۳۶	۱۲۸	۸۸	-۷۶	-۶۵	۵۸	۸۲	۱۱	-۵۰	-۸۱	-۳۴	-۳۱	-۳۳	-۷۵
	۱۰ لایه	-۱۰۲	۶۲	۲۲	-۱۴۲	-۱۳۱	۱۱۰	۱۳۴	۶۳	۲	-۲۹	-۴۸	-۴۵	-۱۰	-۵۲
۱۳	۳ لایه	-۶۴	-۱۴	-۵۴	-۲۱۸	-۵۱	۷۲	۹۶	۲۵	-۳۶	-۶۷	-۸۶	-۸۳	-۸۵	-۱۲۷
	۵ لایه	-۱۸۰	-۱۳۰	-۱۷۰	-۳۳۴	-۱۷۸	-۵۵	-۳۱	-۱۰۲	-۱۶۳	-۱۹۴	-۲۱۳	-۲۱۰	-۷۹	-۱۲۱
	۷ لایه	-۱۴۵	۶۷	۲۷	-۱۳۷	-۱۲۶	-۳	۲۱	-۵۰	-۱۱۱	-۱۴۲	-۱۶۱	-۵۳	-۵۵	-۹۷
	۱۰ لایه	-۱۱۱	-۶۱	-۱۰۱	-۲۱۵	-۲۰۴	-۸۱	-۵۷	-۱۲۸	۳۷	۶	-۱۳	-۱۰	-۱۲	-۵۴
۱۴	۳ لایه	-۸۷	-۹۴	۱۰۰	۹۲	۶۳	۲۶	-۱۶	-۵۹	-۵۹	-۹۷	-۹۷	-۹۷	-۹۷	-۹۷
	۵ لایه	۱۶۰	۱۵۳	۱۲۸	۱۲۰	۹۱	۵۴	۱۲	-۳۱	-۳۱	-۶۹	-۶۹	-۶۲	-۶۲	-۶۲
	۷ لایه	۱۵۱	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	۲۵	-۱۲۴	-۱۱۷	-۱۱۷	-۱۱۷
	۱۰ لایه	۱۷	۰	۰	۰	۰	۰	۵۱	۵۱	۵۱	۵۱	-۸	-۹۸	-۱۷	-۱۷

ادامه‌ی جدول ۱.

۱۵	۳ لایه	-۸۰	۱۷۷	۱۲۲	۱۳۰	۸۵	۳۳	۱۴	۲۰	۱۵	-۲۳	-۷۶	-۱۰۷	-۱۲۴	-۱۹۴
	۵ لایه	-۱۶	-۲۰	-۷۵	۱۲۶	۸۱	۲۹	۱۰	۱۶	۱۱	-۲۷	-۸۰	۸۷	۷۰	۰
	۷ لایه	۱۳۳	۱۲۹	۷۴	۸۲	۳۷	-۱۵	-۳۴	۶۱	۵۶	۱۸	-۳۵	-۶۶	-۸۳	-۱۵۳
	۱۰ لایه	۱۰۱	۹۷	۴۲	۵۰	۵	-۴۷	۳	۹	۴	-۳۴	-۸۷	-۱۱۸	۳۰	-۴۰
۱۶	۳ لایه	-۱۳	-۴۲	۱۶۴	۴۷	۷۵	۱۰۱	۸۴	۳۸	-۳۲	-۸۵	-۱۰۹	-۱۱۸	-۱۱۵	-۲۰۵
	۵ لایه	۱۰	۱۰	-۶۹	-۶۹	-۶۹	-۶۹	-۶۹	-۶۹	-۶۹	-۶۹	-۶۹	-۶۹	-۶۹	-۶۹
	۷ لایه	-۲	۱۴۹	-۱۸۰	-۱۸۰	-۱۸۰	-۱۸۰	-۱۸۰	-۴	-۴	-۴	-۴	-۴	-۴	-۴
	۱۰ لایه	۶۰	۶۰	-۱۶۹	-۱۶۹	-۱۶۹	-۱۶۹	-۱۶۹	-۱۶۹	-۱۶۹	-۳۷	-۳۷	-۳۷	-۳۷	-۳۷
۲۰	۳ لایه	-۱۳۶	-۵۴	-۳۸۴	۱۱۰	۳۶۹	۱۷۱	۹۵	۹۷	۷۴	-۱۷	-۱۵۵	-۲۵۱	-۳۰۲	-۵۱۷
	۵ لایه	-۱۳۴	۱۷	-۱۱۳	-۱	۱۰	-۱۸۸	-۲۶۴	۲۶۸	۲۴۵	۲۷۹	۱۴۱	۴۵	-۶	-۲۲۱
	۷ لایه	-۱۸۳	۱۸۱	-۱۴۹	-۳۷	-۲۶	-۲۴۵	-۱۰۷	۳۳۴	۳۱۱	۲۲۰	۸۲	-۱۴	-۶۵	۵۵
	۱۰ لایه	۱۲۸	۲۱۰	۶۲	۲۰۷	۱۰	-۱۸۸	۲۳۲	۲۳۴	۲۱۱	-۱۸۲	۱۵۵	۵۹	۱۶۰	-۵۵
۲۱	۳ لایه	-۳۴	-۷۲	-۱۹۹	۳۸۳	۳۱۶	۴۴	۱۴۲	۱۹۹	۱۴۶	۶۷	-۷۰	-۱۵۵	-۱۶۴	-۲۶۴
	۵ لایه	۱۲۲	۸۴	-۴۳	۱۴۳	۳۸	۱۶۵	۲۶۳	۲۶۸	۲۱۵	۱۳۶	-۱	-۸۶	-۹۵	-۱۹۵
	۷ لایه	۳۵	۲۸	۵۰	۲۳۶	۳۷۹	۱۰۷	۴۷	۱۰۴	۵۱	۳۰۶	۱۶۹	۸۴	۷۵	-۲۵
	۱۰ لایه	-۳۵	۵۱	۶۹	۲۵۵	۱۸۸	-۸۴	۱۴	۷۱	۲۷۷	۳۶۸	۷۳	-۷۸	-۵۸	-۱۵۸
۲۹	۳ لایه	-۸۴	-۵	-۸۰	-۹۰	-۶۷	۳۳	-۳۱	-۷۵	-۹۷	-۱۰۵	-۱۱۲	-۱۱۶	-۱۱۶	-۱۵۱
	۵ لایه	-۸۰	-۱	-۷۶	۱۷۴	۱۹۷	۱۴۳	۷۹	۳۵	۱۳	۵	-۲	-۶	-۶	-۴۱
	۷ لایه	-۸۵	-۶	-۱	-۱۱	۱۲	-۴۲	-۱۰۶	۱۹	-۳	-۱۱	-۱۸	-۲۲	-۲۲	-۵۷
	۱۰ لایه	-۴۵	۱۶۳	۸۸	۷۸	۱۰۱	۴۷	۸۲	۳۸	۱۶	۸	۱	-۳	-۳	-۳۸
۳۱	۳ لایه	-۱۵۸	۳۷۲	۲۹۴	۲۰۶	۱۷۹	۱۹۲	۱۱۱	-۲۶	-۱۳۶	-۱۹۸	-۲۱۶	-۱۹۰	-۱۴۹	-۱۷۵
	۵ لایه	-۹۶	-۳۴	-۱۱۲	-۲۰۰	۲۱۷	۲۳۰	۱۴۹	۱۲	-۹۸	-۱۶۰	-۱۷۸	-۱۵۲	-۱۱۱	-۱۳۷
	۷ لایه	-۹۰	۳۷	-۴۱	-۱۲۹	-۱۵۶	-۱۴۳	-۲۲۴	۷۰	-۴۰	-۱۰۲	-۱۲۰	-۹۴	-۵۳	-۷۹
	۱۰ لایه	-۶۷	۹۸	۲۰	-۶۸	-۹۵	-۸۲	-۱۶۳	۸۵	-۲۵	-۸۷	-۱۰۵	-۷۹	-۳۸	-۶۴
۴۰	۳ لایه	-۱۸۵	۳۰۳	۲۲۷	۲۷	۶۳	۱۸۱	۱۶۶	۸۳	۲۹	-۱۹	-۵۵	-۸۳	-۱۱۳	-۲۴۳
	۵ لایه	-۱۷۰	-۷۹	۱۱۱	-۸۹	-۵۳	۶۵	۵۰	-۳۳	-۸۷	-۱۳۵	-۱۷۱	-۱۹۹	۱۲	-۱۱۸
	۷ لایه	-۲۰۰	۶۳	-۱۳	-۲۱۳	-۱۷۷	-۵۹	-۷۴	۱۲۱	۶۷	۱۹	-۱۷	-۴۵	-۷۵	-۲۰۵
	۱۰ لایه	-۲۲۰	۲۶۰	۱۸۴	-۱۶	۲۰	۱۳۸	۱۲۳	۷۰	۱۶	-۳۲	-۶۸	-۹۶	-۱۲	-۱۴۲
۴۱	۳ لایه	-۷۳	۲۲۵	۳۳	-۹۵	۵۴	۷۶	-۱۹۵	-۴۱۴	-۴۵۱	-۳۷۷	-۲۷۴	-۲۴۱	-۲۷۴	-۳۴۶
	۵ لایه	۷۲	۲۳۵	۴۳	-۸۵	۶۴	۸۶	-۱۸۵	-۴۰۴	-۴۴۱	-۳۶۷	-۲۶۴	۱۹۳	۱۶۰	۸۸
	۷ لایه	-۱۰۸	۳۳۱	۱۳۹	۱۱	۱۶۰	۱۸۲	-۸۹	-۳۰۸	-۳۴۵	-۲۷۱	-۱۹	۱۴	-۱۹	-۹۱
	۱۰ لایه	۶۲	۳۴۹	۱۵۷	۲۹	۱۷۸	۲۰۰	-۷۱	-۱۹۹	-۲۳۶	-۱۶۲	-۵۹	-۲۶	-۵۹	-۱۳۱
۴۶	۳ لایه	-۵۱۴	۱۳۶	۱۶۸	۴۱۱	۳۶۶	۳۳۰	۲۷۹	۲۳۹	۱۸۴	۱۲۰	۳۰	-۷۲	-۱۳۳	-۲۸۰
	۵ لایه	-۴۱۴	-۳۳۰	۱۳۷	۱۲۶	۸۱	۴۵	-۶	-۴۶	۱۱۴	۵۰	-۴۰	-۱۴۲	-۲۰۳	-۳۵۰
	۷ لایه	-۳۸۶	-۳۱۵	۲۲۰	۲۰۹	۲۳۱	۱۹۵	۱۴۴	۱۰۴	۴۹	-۱۵	-۱۰۵	۶۲	۱	-۱۴۶
	۱۰ لایه	-۳۰۱	-۲۳۲	-۷۸	۱۶۶	۱۲۱	۸۵	۳۴	۱۹۹	۱۸۰	۱۱۶	۲۶	-۷۶	-۱۳۷	-۲۸۴
۵۳	۳ لایه	-۱۳۶	۱۷۹	۲۲۳	۳۰	-۲۲۲	-۱۴۵	۱۴۷	۲۵۶	۵۱	-۱۵۸	-۲۶۷	-۲۸۲	-۲۴۷	-۲۳۱
	۵ لایه	۴۴	۸۲	۱۲۶	-۶۷	-۳۱۹	-۲۴۲	۵۰	۱۵۹	-۴۶	-۲۵۵	۸۰	۶۵	۱۰۰	۱۱۶
	۷ لایه	-۸۶	-۳۱	۱۳	-۱۸۰	-۴۳۲	-۳۵۵	-۶۳	۳۸۲	۱۷۷	-۳۲	-۱۴۱	-۱۵۶	-۱۲۱	-۱۰۵
	۱۰ لایه	-۲۵	۵۲	۹۶	-۹۷	-۳۴۹	-۲۷۲	۲۰	۳۴۳	۱۳۸	-۷۱	-۱۸۰	-۱۹۵	-۱۳۱	-۱۱۵

ادامه‌ی جدول ۱.

۶۱	۳ لایه	-۸۱	۴۲	-۲۲	-۱۰۰	۱۷۹	۹۰	۲۴	-۸	-۱۹	-۲۹	-۴۶	-۶۷	-۸۳	-۸۳
	۵ لایه	-۹۶	۱۵	-۴۹	۲۲۳	۱۴۳	۵۴	-۱۲	-۴۴	-۵۵	-۶۵	-۸۲	-۱۰۳	۱۲۶	۱۲۶
	۷ لایه	-۲۰	-۳۴	-۹۸	-۴۵	-۱۰۳	-۱۹۲	-۲۵۸	۶۱	۵۰	۴۰	۲۳	۱۵۰	۱۳۴	۱۳۴
	۱۰ لایه	۳۹	۲۵	۶۱	۱۶	-۶۴	۶۰	-۶	-۳۸	-۴۹	-۳۰	۸۰	۵۹	۴۳	۶۲
۶۲	۳ لایه	-۳۳	۴۱	-۵۰	-۱۶۰	-۱۹۹	۱۲۶	۱۱۹	۶۰	-۷	-۶۱	-۹۱	-۱۲۶	-۱۲۳	-۱۰۵
	۵ لایه	-۲۸	۴۱	-۵۰	-۲۵۴	-۲۹۳	۲۰۱	۲۱۶	۱۶۸	۱۰۱	۴۷	۱۷	-۱۸	-۱۵	۳
	۷ لایه	-۱۷۸	-۱۰۴	۷۶	۲۷۴	۲۳۵	۸۷	۸۰	۱	-۶۶	-۱۲۰	-۱۵۰	-۱۸۵	۱۲۶	۱۴۴
	۱۰ لایه	-۱۶۹	-۱۰	-۱۰۱	-۱۸۳	-۱۱۰	-۱۲۱	-۳۸	۱۸	-۴۹	-۴۸	-۷۸	-۱۱۳	-۱۱۰	۱۵۶
۶۳	۳ لایه	۹۷	۱۶۸	۱۴۱	۱۳۲	۵۹	-۱	-۲۳	-۳۷	-۵۵	-۶۴	-۷۳	-۷۹	-۸۲	-۱۱۹
	۵ لایه	-۱۸	-۳۵	-۶۲	-۷۱	۱۳۷	۷۷	۵۵	۴۱	۲۳	۱۴	۵	-۱	-۴	-۴۱
	۷ لایه	۱۱	۱۲۸	۱۰۱	۹۲	۱۹	-۴۱	-۶۳	-۳۷	-۵۵	-۶۴	-۷۳	-۷۹	-۸۲	-۱۱۹
	۱۰ لایه	-۶۳	۶۵	۳۸	۲۹	-۴۴	-۱۰۴	-۱۲۶	-۲۰	-۳۸	-۴۷	-۵۶	-۶۲	۵۰	۱۳
۶۵	۳ لایه	۷۳	۱۲۷	۷۳	۳۳۱	۱۹۳	۵۴	۵۲	۵۹	۴۴	۲	-۵۰	-۶۷	-۹۰	-۱۵۲
	۵ لایه	۱۳	۶۷	-۱۴۴	۱۱۴	-۲۴	۵۰	۴۸	۵۵	۴۰	-۲	-۵۴	-۷۱	-۹۴	-۱۵۶
	۷ لایه	-۷۱	-۱۷	-۶۸	۱۹۰	۵۲	-۸۷	-۸۹	-۸۲	۱۱۷	۷۵	۲۳	۶	-۱۷	-۷۹
	۱۰ لایه	-۸۶	۲۹۷	۸۶	۳۴۴	۲۰۶	۶۷	۷۲	۷۹	۶۴	۲۲	-۳۰	۳۲	۹	-۵۳
۷۰	۳ لایه	-۲۵	-۲	۹۴	۸۵	۹۶	۱۱	-۶۳	-۷۸	-۷۷	-۹۴	-۱۶۶	۳۳۳	۳۰۴	۱۸۳
	۵ لایه	۲۰	۴۳	-۳۶	-۴۵	-۳۴	-۷۵	-۱۴۹	۶۷	۶۸	۵۱	-۲۱	-۱۱۲	-۱۴۱	-۴۵
	۷ لایه	۱۰	۷۳	-۶	-۱۵	۲۱۹	۲۰۲	۱۲۸	۱۵۲	۱۵۳	۱۹۲	۱۲۰	۲۹	۰	-۱۲۱
	۱۰ لایه	۶۹	۹۲	۱۳	۹۹	۱۱۶	۳۱	۴۴	۲۹	۳۰	۱۵۳	۸۱	-۱۰	-۳۹	-۱۶۰

جدول ۲. مقادیر کمینه، بیشینه، میانگین و انحراف از معیار اختلاف سرعت موج برشی در هر عمق در ۲۱ نقطه‌ی مطالعه‌شده به ازاء مدل‌های ورودی ۳، ۵، ۷ و ۱۰ لایه.

عمق (m)	مدل ۳ لایه				مدل ۵ لایه				مدل ۷ لایه				مدل ۱۰ لایه			
	کمینه	بیشینه	میانگین	انحراف از معیار	کمینه	بیشینه	میانگین	انحراف از معیار	کمینه	بیشینه	میانگین	انحراف از معیار	کمینه	بیشینه	میانگین	انحراف از معیار
۱/۶۴	-۱۰	-۵۱۴	-۱۰۱	۲۵	-۶	-۵۹۸	-۸۹	۱۷۹	-۲	-۵۶۸	-۱۲۷	۱۸۶	۱۷	۳۰۱	-۸۹	۱۷۲
۳/۵۴	-۲	-۴۱۶	۶۲	۱۱۳	-۱	-۳۳۴	-۱۷	۱۴۸	-۶	-۴۶۲	-۱۵	۲۰۶	۰	۳۴۹	۵۹	۱۵۲
۵/۶۹	-۲۲	-۳۸۴	۳۴	۹۱	۴۳	-۳۴۳	-۳۷	۱۲۳	-۱	۲۲۰	۱۷	۱۰۳	۰	۱۹۰	۲۷	۹۴
۸/۰۶	۴	۴۱۱	۴۲	۱۳۱	-۱	-۳۸۰	-۴۰	۱۶۶	-۱۱	۲۴۶	۱۹	۱۵۳	۰	۳۴۴	۱۴	۱۵۷
۱۰/۷۴	۱۵	۳۶۹	۴۶	۱۲۱	۱۰	-۳۵۰	-۳۷	۱۷۵	۱۲	-۴۳۲	۱۴	۱۸۲	۰	-۳۴۹	-۲۲	۱۴۹
۱۳/۶۵	-۱	۳۳۰	۷۷	۸۳	-۴	۳۶۱	۵۱	۱۳۵	-۳	-۳۵۵	-۲۱	۱۴۵	۰	-۴۹۹	-۵۰	۱۵۷
۱۶/۸۱	-۱۶	۲۷۹	۶۱	۷۳	-۶	۴۲۲	۳۵	۱۵۳	-۵	-۲۵۸	-۳۲	۱۱۱	۳	۲۳۲	۱۵	۹۷
۲۰/۲۲	-۸	۴۶۲	۶۱	۱۳۰	۱۲	-۴۰۴	۳۱	۱۵۳	۱	۳۸۲	۴۰	۱۴۵	۹	۵۱۲	۶۷	۱۶۰
۲۳/۸۸	-۷	-۴۵۱	۱۱	۱۵۵	۱	-۴۴۱	۱۵	۱۵۸	-۳	-۳۴۵	۳۷	۱۴۰	۲	۴۰۶	۳۹	۱۴۲
۲۷/۸	-۱	-۳۷۷	-۳۴	۱۲۹	-۲	-۳۶۷	-۲۲	۱۴۸	-۴	۳۰۶	۱۶	۱۳۲	۶	۳۶۸	۱۶	۱۳۱
۳۱/۹۷	-۲۰	-۲۶۷	-۷۸	۱۰۴	-۱	-۲۶۴	-۴۳	۱۰۰	-۴	۱۸۸	-۱۴	۱۰۰	۱	۳۳۱	۷	۱۱۲
۳۶/۴	-۱۷	۳۳۳	-۷۷	۱۳۳	-۱	-۲۱۰	-۴۰	۹۸	-۴	-۱۸۵	-۱۶	۸۶	-۳	۳۰۲	-۲۲	۱۰۲
۴۱/۰۷	-۱۴	۳۰۴	-۹۰	۱۲۸	-۴	-۲۰۳	-۲۵	۹۰	۰	۱۳۴	-۱۴	۷۲	-۳	۲۳۸	-۱	۸۷
۴۶	۳۴	-۳۴۶	-۱۶۹	۱۳۹	۰	-۳۵۰	-۸۸	۱۲۷	-۴	-۱۶۴	-۶۸	۹۰	۱۳	-۲۸۴	-۶۳	۹۴